中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 8 期: 1231 ~ 1245
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文 两万年来的中国气候与环境专题

末次冰盛期中国西部冰川物质平衡线高度的模拟研究

姜大膀[1,2,3,4*], 刘叶一[1,4], 郎咸梅[1,2,3]

1. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;
2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
3. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044;
4. 中国科学院大学, 北京 100049
* E-mail: jiangdb@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2018-02-13; 收修改稿日期: 2018-08-24; 接受日期: 2018-08-31; 网络版发表日期: 2018-10-24
中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA20070103)和国家自然科学基金项目(批准号: 41625018和41421004)资助

摘要 文章使用9个气候模式的数值试验数据, 研究了末次冰盛期中国西部冰川物质平衡线高度(ELA), 以期加深理解冰期青藏高原地表环境以及ELA变化成因. 相对于工业化革命前期这一参考时段, 末次冰盛期青藏高原夏季普遍降温4~8℃, 年降水量平均减少25%. 在降温和降水减少的共同作用下, 中国西部ELA降低, 不同区域之间降幅存在差异. 在青藏高原地区, 其南缘和西北部下降1100m, 中部腹地下降650~800m, 东部下降550~800m且由西南向东北逐渐变小. 中国境内天山上的ELA下降不超过650m, 祁连山和阿尔泰山上的下降值在500~600m. 另外, 水平分辨率高的气候模式能模拟出青藏高原中部ELA下降不超过500m的低值, 这与古冰川遗迹记录一致; 末次冰盛期青藏高原冰川物质积累区主要发生在边缘山地, 其面积扩张至现代的2~5倍, 但仍未覆盖到高原中部.

关键词 末次冰盛期, 中国西部, 平衡线高度, 冰川, 数值模拟

1 引言

过去的地球气候曾经发生过很大变化, 就其变化事实及其成因的研究对认知地球环境演变并科学理解当代气候有重要意义. 约21000年前的末次冰盛期是距今最近一次冰期的鼎盛阶段, 期间全球冰盖大规模发育且大气温室气体浓度处于较低水平(Clark等, 2009). 那一时期全球陆地约有24%被冰所覆盖, 涉及整个北美中高纬度地区、西北欧和南极洲, 而现代仅有11% (王绍武和闻新宇, 2011); 冰川冻土亦得到充分发育(Saito等, 2013; Liu和Jiang, 2016); 由于大量水形成陆冰, 海平面比现代低约130m(王绍武和闻新宇, 2011). 该时期无论从气候环境、地形、海陆分布还是生态系统等方面都与现代存在较大差异(Clark等, 2009), 是研究第四纪冰期气候的主要时段.

以往末次冰盛期中国气候的重建工作主要集中在水热条件和季风变化上, 对冰冻圈的关注相对较少. 需要指出的是, 青藏高原及其周边高海拔山地是全球除

中文引用格式: 姜大膀, 刘叶一, 郎咸梅. 2019. 末次冰盛期中国西部冰川物质平衡线高度的模拟研究. 中国科学: 地球科学, 49: 1231–1245, doi: 10.1360/N072018-00058
英文引用格式: Jiang D, Liu Y, Lang X. 2019. A multi-model analysis of glacier equilibrium line altitudes in western China during the Last Glacial Maximum. Science China Earth Sciences, 62: 1241–1255, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9266-8

© 2018 《中国科学》杂志社

两极之外最大的现代冰川作用区，关于末次冰盛期青藏高原上是否存在大规模冰川发育尚存在不同的观点(Kuhle, 1995; 施雅风等, 1997, 2000, 2006; 刘东生等, 1999; 施雅风, 2002; 苏珍等, 2014). 依据古冰川遗迹和地貌记录的估算表明，末次冰盛期青藏高原冰川分布范围约35×10^4km^2，相当于现代的7倍，均为分散型山地冰川，冰川物质平衡线高度(Equilibrium-Line Altitude，ELA)在青藏高原东部和南缘以及西缘较现代分别下降800m和1000~1200m，但在中西部仅降低300~500m，如此小的降幅在全球山地冰川中实为罕见(施雅风等, 1997)；青藏高原的某些冰川作用中心虽然发育了冰帽，但并未形成覆盖整个高原的冰盖(施雅风等, 1997; 施雅风, 2002; 苏珍等, 2014). 刘东生等(1999)和Liu等(2002)系统回顾了相关地质证据，提出末次冰盛期青藏高原即使在5~9℃降温条件下亦会存在大范围的冰雪覆盖甚至冰盖，更何况末次冰盛期全球降温幅度很可能是早期认识的两倍(9~11℃)，并进一步依据这个降温值结合大气温度直减率0.7℃ 100m^{-1}推算出全球ELA整体下降了1000~1200m. 综上可见，末次冰盛期青藏高原地表环境变化的一个关键科学问题是ELA如何变化.

在研究冰川或冰盖发育时，ELA是一个重要指标，系指冰川物质年积累量等于消融量所处位置或区域的平均高度, 这一高度以上是净的积累区, 以下是净的消融区, 因此它代表了冰川可以发育的最低高度. ELA变化主要受局地气温和降水的影响，前者决定冰川的成冰作用和消融，后者则决定冰川物质的积累，两者共同控制着冰川变化. 施雅风等(2000)使用间接推算的中国西部山区16条冰川以及巴基斯坦境内巴图拉冰川ELA处6~8月平均气温($T_{6\sim8}$, ℃)和年降水(P_a, mm)数据, 得到两者的统计关系:

$$T_{6\sim8} = -15.4 + 2.48 \cdot \ln(P_a). \quad (1)$$

相关系数r=0.94，通过90%的显著性水平检验. 赵平等(2003)根据这一公式，利用全球大气环流模式CCM3模拟的气温和降水，研究指出末次冰盛期青藏高原ELA比现代降低300~900m，冰川面积明显扩大并形成了统一冰盖. 相比于刘东生等(1999)的研究工作，赵平等(2003)进一步考虑了冰期降水减少对冰川的影响, ELA下降值有所缩小, 但在青藏高原存在冰盖这一问题上与前者观点一致. 需要提及的是, CCM3是美国国家大气研究中心早期研发的全球大气环流模式，海洋表面温度为给定的重建值，并未考虑海洋动力学和海气相互作用，同时由于其相对较粗的2.8°×2.8°水平分辨率而对地形描述不足，相应的青藏高原气候和冰川模拟还存在不确定性，特别是在青藏高原边缘山脉上未能有效模拟出冰川分布及其变化(赵平等, 2003).

鉴于上述认识，本文使用国际耦合模式比较计划第五阶段(CMIP5)中9个新一代全球大气-海洋耦合模式或大气-海洋-植被耦合模式的数值试验数据，专门研究了末次冰盛期中国西部(23°~50°N，70°~105°E)山区ELA和冰川范围变化及其成因，以期从多模式集合的古气候模拟角度为认识该时期中国气候与环境提供参考.

2 数据和方法

分析数据取自CMIP5 9个耦合模式关于末次冰盛期和工业化革命前期(参考时段)气候的数值模拟试验, 包括月平均近地面2m气温和降水以及模式地形高度. 表1列出了这9个气候模式及其试验的基本信息; 表2给出了CMIP5框架下末次冰盛期和参考时段气候模拟试验的边界强迫条件, 相比于参考时段, 末次冰盛期边界条件变化主要体现在陆地冰盖和大气二氧化碳、甲烷和氧化亚氮三种主要温室气体浓度上；有关气候模式、试验设计和边界条件的更详细信息，请参阅CMIP5网站(https://cmip.llnl.gov/)或Taylor等(2012).

2.1 气候模式能力评估

气候模式能否从空间分布和幅度上合理模拟当代中国年和季节平均温度和降水气候态，在一定程度上决定了它们对于过去ELA模拟的可信度. 为此，在计算ELA之前，先将每个气候模式参考试验下的气温和降水与现代观测场做比较，以评估模式对中国西部气候的模拟能力. 所用的观测为中国气象局国家气候中心提供的根据全国2416个气象站数据所建立的1970~1999年0.5°×0.5°逐月气温和降水资料(吴佳和高学杰, 2013). 考虑到9个气候模式的水平分辨率在~1°×1°与3.75°×3.75°范围内，加之冰川空间尺度相对较小，先将所有模式数据统一线性插值到与观测一致的0.5°×0.5°网格上，然后定量计算了各模式在中国西部与观测间的空间相关系数和中心化均方根误差.

表 1　9个气候模式及其数值模拟试验的基本信息

模式名称	所属国家	大气水平分辨率(经度×纬度)和垂直分层	数值试验积分时间(年)
CCSM4	美国	1.25°×~0.9°, L26	100
CNRM-CM5	法国	~1.4°×~1.4°, L31	200
COSMOS-ASO	德国	3.75°×~3.75°, L19	600
FGOALS-g2	中国	~2.8°×3°, L26	100
GISS-E2-R	美国	2.5°×2°, L40	100
IPSL-CM5A-LR	法国	3.75°×~1.9°, L39	200
MIROC-ESM	日本	~2.8°×~2.8°, L80	100
MPI-ESM-P	德国	1.875°×~1. 875°, L47	100
MRI-CGCM3	日本	1.125°×1.125°, L48	100

表 2　末次冰盛期和工业化革命前期(参考时段)数值模拟试验的边界条件对比[a)]

边界条件	参考时段	末次冰盛期
地球轨道参数	偏心率=0.016724 倾角=23.446° 岁差=102.04°	偏心率=0.018994 倾角=22.949° 岁差=114.42°
温室气体浓度	CO_2=280ppm CH_4=760ppb N_2O=270ppb	CO_2=185ppm CH_4=350ppb N_2O=200ppb
冰盖	现代	重建

a) 1ppm=1mg L^{-1}; 1ppb=1μg L^{-1}

如表3所示，9个模式模拟的夏季温度与观测的空间相关系数为0.90~0.98, 模式平均0.97, 均在95%的置信度水平上显著; 中心化均方根误差为2.71~4.84℃, 模式平均2.82℃; 这表明所有模式都较好模拟了中国西部夏季温度空间分布及幅度. 年降水与观测场的空间相关系数为0.22~0.65, 模式平均0.49, 通过了95%置信度水平显著性检验; 大部分模式中心化均方根误差小于4mm d^{-1}, 平均为3.47mm d^{-1}, 说明模式整体上具备合理模拟中国西部年降水的能力. 综合而言, 气候模式能有效模拟中国西部现代夏季气温和年降水气候态, 温度的模拟性能要比降水的好, 多模式集合平均的效果要优于大部分单个模式.

2.2　ELA算法

目前国际上有多种用于计算ELA的方法, 主要包括统计模型和物理模型. 例如, 目前应用较为广泛的冰川物质平衡-流动模型, 它不仅能模拟冰量, 还能够模拟平衡线高度以及该高度的气温和降水量等古冰川要素(Xu等, 2013); 基于能量-物质平衡模型的方法在近十几年来亦得到很大发展, 该方法从物质能量平衡角度出发, 确定符合局地气候条件的ELA并解析其变化原因, 直接且具有明确物理意义(Rupper和Roe, 2008; Bravo等, 2015; 段克勤等, 2017). 但考虑到这些物理模型方案的复杂性以及所需输入变量较多, 本文采用与赵平等(2003)一致的研究方案, 即根据施雅风等(2000)建立的ELA处气温-降水经验公式, 以较少的气候变量(气温和降水)来计算中国西部ELA. 根据上述式(1), 需要得到ELA处的夏季气温和年降水. 为此, 我们假设气温随高度按大气干绝热递减率ΔT=0.65℃ 100m^{-1}变化, 则ELA处的气温(T_{ELA})便可由已知高度(模式地形高度)处的温度(T_0)和ELA与模式地形高度的差值h(单位: 100m)表示:

$$T_{ELA} = T_0 - (\Delta T \cdot h). \quad (2)$$

由于降水与海拔高度之间关系复杂且高海拔地区气象站稀缺, 在确定ELA处年降水的过程中, 以往常采

表 3　各模式模拟的中国西部夏季气温和年降水与1970~1999年观测资料之间的统计关系[a)]

模式	空间相关系数		中心化均方根误差	
	夏季气温	年降水	夏季气温(℃)	年降水(mm d^{-1})
CCSM4	0.98	0.47	2.71	3.52
CNRM-CM5	0.96	0.59	3.36	2.97
COSMOS-ASO	0.90	0.48	3.85	4.88
FGOALS-g2	0.97	0.40	3.11	2.56
GISS-E2-R	0.97	0.41	3.01	7.02
IPSL-CM5A-LR	0.97	0.49	3.01	2.75
MIROC-ESM	0.96	0.22	4.84	4.90
MPI-ESM-P	0.98	0.33	2.73	6.09
MRI-CGCM3	0.98	0.65	2.71	2.13
Ensemble	0.97	0.49	2.82	3.47

a) 所有空间相关系数在95%置信度水平上显著. 观测资料据吴佳和高学杰(2013)

用2000m高度处平均降水代替(施雅风等, 1989). 近年来, 一些学者开始以冰川附近已知气象站的降水量作为ELA处的值(Ono等, 2004; Hebenstreit, 2006; Zhang等, 2009). 在此, 为争取最大限度接近真实, 我们直接应用模式地形高度上的降水数据(P_0)作为ELA处的值, 即

$$P_{\mathrm{ELA}} = P_0. \tag{3}$$

式(2)和(3)中的T_{ELA}和P_{ELA}都是高度h的函数, 将它们代入等式(1), 得到:

$$T_0 - (\Delta T \cdot h) = -15.4 + 2.48 \cdot \ln(P_0). \tag{4}$$

对唯一的未知变量h求解方程(4), 则ELA可表示为

$$\begin{aligned}\mathrm{ELA}(\text{或AIG}) &= \text{模式地形高度} + h \cdot 100 \\ &= \text{模式地形高度} \\ &\quad + \left(\frac{T_0 + 15.4 - 2.48 \cdot \ln(P_0)}{\Delta T}\right) \cdot 100.\end{aligned} \tag{5}$$

至此, 对任何一个模式格点, 只要提供夏季气温和年降水, 便可计算ELA.

需要说明的是, 式(5)计算的ELA是一个理论上的、由夏季气温和年降水量联合决定的值(Lie等, 2003), 代表气候意义上允许冰川发育的最低海拔高度(Altitude of Instantaneous Glacierization, AIG), 而一个地区实际能否发育冰川不仅取决于气候允许的最低海拔高度AIG, 还取决于地形(图1). 为得到冰川范围, 将式(5)所得的AIG与实际地形(CRU的0.5°×0.5°地形, http://www.cru.uea.ac.uk/)相切, 地形高于AIG的区域则为冰川物质净累积的区域(以下简称积累区), 对应冰川可能存在的范围. 图1给出一张示意图, 以说明地形与气温和降水决定的ELA及积累区之间的关系. 根据上述方法, 使用各模式模拟的夏季气温和年降水资料, 分别计算末次冰盛期和参考时段的ELA和积累区, 进而得到末次冰盛期相对参考时段的变化.

3　模式结果

3.1　末次冰盛期气温和降水变化

相对于参考时段, 9个模式一致显示末次冰盛期中国西部变冷、降水减少, 尽管变化幅度在模式间存在一定差异(图2). 就9个模式的等权重算术集合平均而言(图3和4), 末次冰盛期中国西部季节气温降低3.95~5.68℃, 年降温4.80℃; 季节降水减少20~26%, 年均减少25%.

由于中国西部冰川所在的大部分区域的降水主要集中在夏季, 因而冰川的消融和积累同时发生在夏季(施雅风等, 2000), 有必要对夏季温度和降水两气象要素展开分析. 在季节尺度上, 夏季气温在青藏高原四周降幅最大, 达5~8℃; 中部降温最低, 只有4~5℃(图3c). 与此同时, 变冷幅度大的区域基本上对应着降水减少的大值区. 如前文所述, 末次冰盛期边界条件变化主要是大气二氧化碳浓度下降和高纬冰盖发育, 这两者

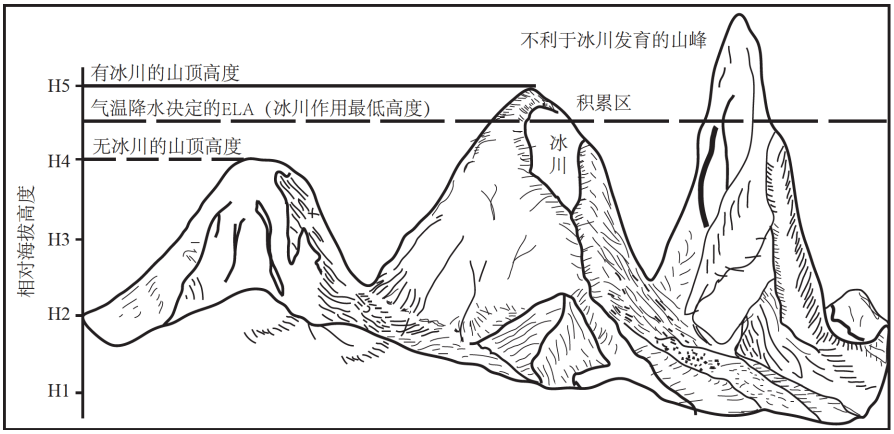


图 1　地形与气温和降水决定的ELA及积累区之间的关系示意图

改自苏珍等(2014)

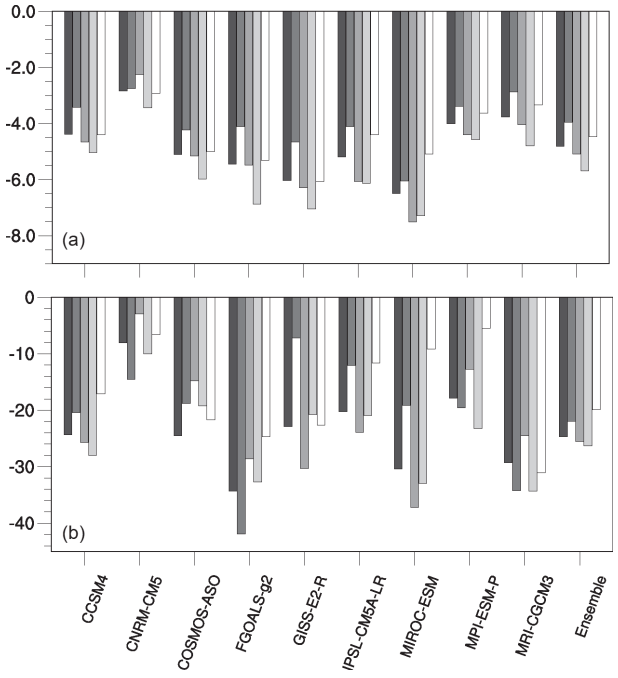


图 2　各模式及其集合平均模拟的末次冰盛期中国西部年和季节气温及降水相对于参考时段的变化

(a) 气温差值(℃); (b) 降水变化百分比(%); 由左到右的深至浅色分别表示年平均、春季、夏季、秋季、冬季变化

均会导致降温. 例如, 早期的大气环流模式敏感性试验表明, 大气二氧化碳浓度降低、海洋表面温度变冷和高纬冰盖生长三者均能引起中国西部降温, 最大降幅依次可达0.8、2.0和0.9℃(姜大膀和梁潇云, 2008).

夏季降水在青藏高原南缘和西缘的减少达到5~10mm d^{-1}, 是高原中部的近十倍. 然而, 因为青藏高原南缘和西缘降水量本身比中部干旱腹地要大一个量级, 所以从降水减少的百分比来看, 这里反倒较小; 高原中北部降水减少量虽不大, 但所占百分比却比南缘和西缘高出许多(图4c). 总体上, 降水减少百分比由高原西南边缘向高原东北部呈逐渐变大趋势. 年降水异常场与夏季的空间分布相似, 但量级较小(图4a). 在9个模式中, 末次冰盛期中国西部年降水量较参考时段减少8~34%(图2b).

鉴于早期工作已研究了末次冰盛期边界条件变化引起欧亚大陆夏季降水减少的原因(Jiang等, 2015; Tian和Jiang, 2016; Yan等, 2016), 这里仅对其中的相关机制进行简要回顾. 一方面, 夏季水汽通量收支的诊断分析表明, 末次冰盛期边界条件改变引起中国西部地区的异常水汽输送通量以辐散为主, 对应着南亚和东亚季风环流的显著减弱; 中高纬度地区水汽输送亦异常减少, 对应着平均西风的减弱(姜大膀和田芝平, 2017). 另一方面, 多模式试验分析显示, 除了冰盖和大气温室气体浓度两个边界强迫条件的贡献外, 末次冰盛期海洋表面温度变冷对亚洲季风和中国西部降水进一步起到抑制作用(Ueda等, 2011; 田芝平和姜大膀, 2015).

3.2　现代ELA

如图5所示, 大部分模式中参考时段ELA具有环状和纬向分布特征, 这与施雅风等(1997, 2000)基于冰川编目绘制的ELA分布图一致. 青藏高原ELA由高原边

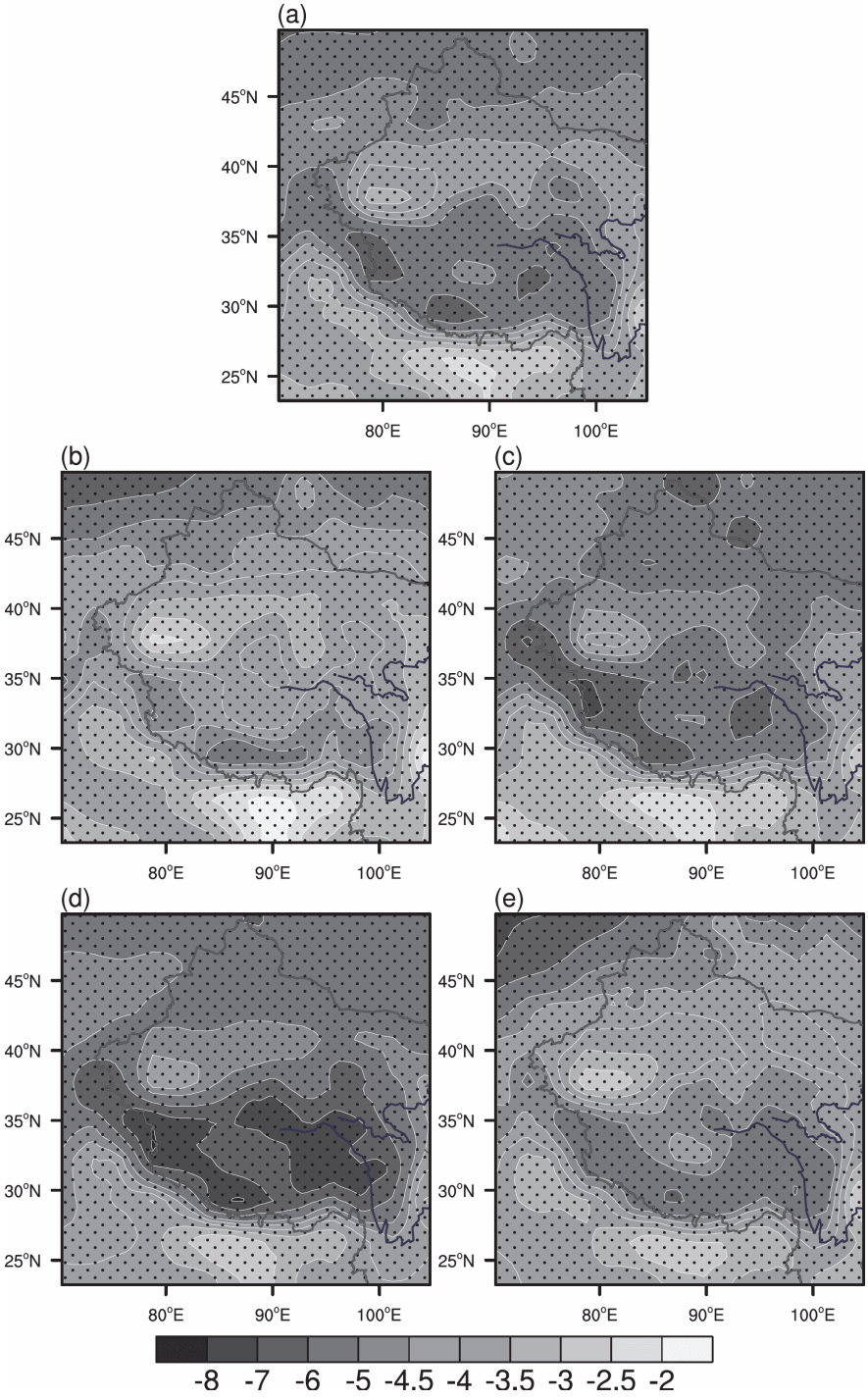


图 3　9个模式平均模拟的末次冰盛期年和季节气温相对于参考时段的变化

(a) 年平均; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季; (e) 冬季; 对应的中国西部平均气温变化分别为–4.80、–3.95、–5.09、–5.68、–4.46℃. 打点区域通过95%信度显著性检验. 单位: ℃

缘山脉向内部逐渐升高, 等值线呈不对称环状型, 东南部的值比西北部低, 并且在东缘和南缘ELA向高原中心变化梯度大, 一个纬度上可相差1000m, 而在北缘仅相差200~400m. 天山和阿尔泰山ELA等值线沿山体呈

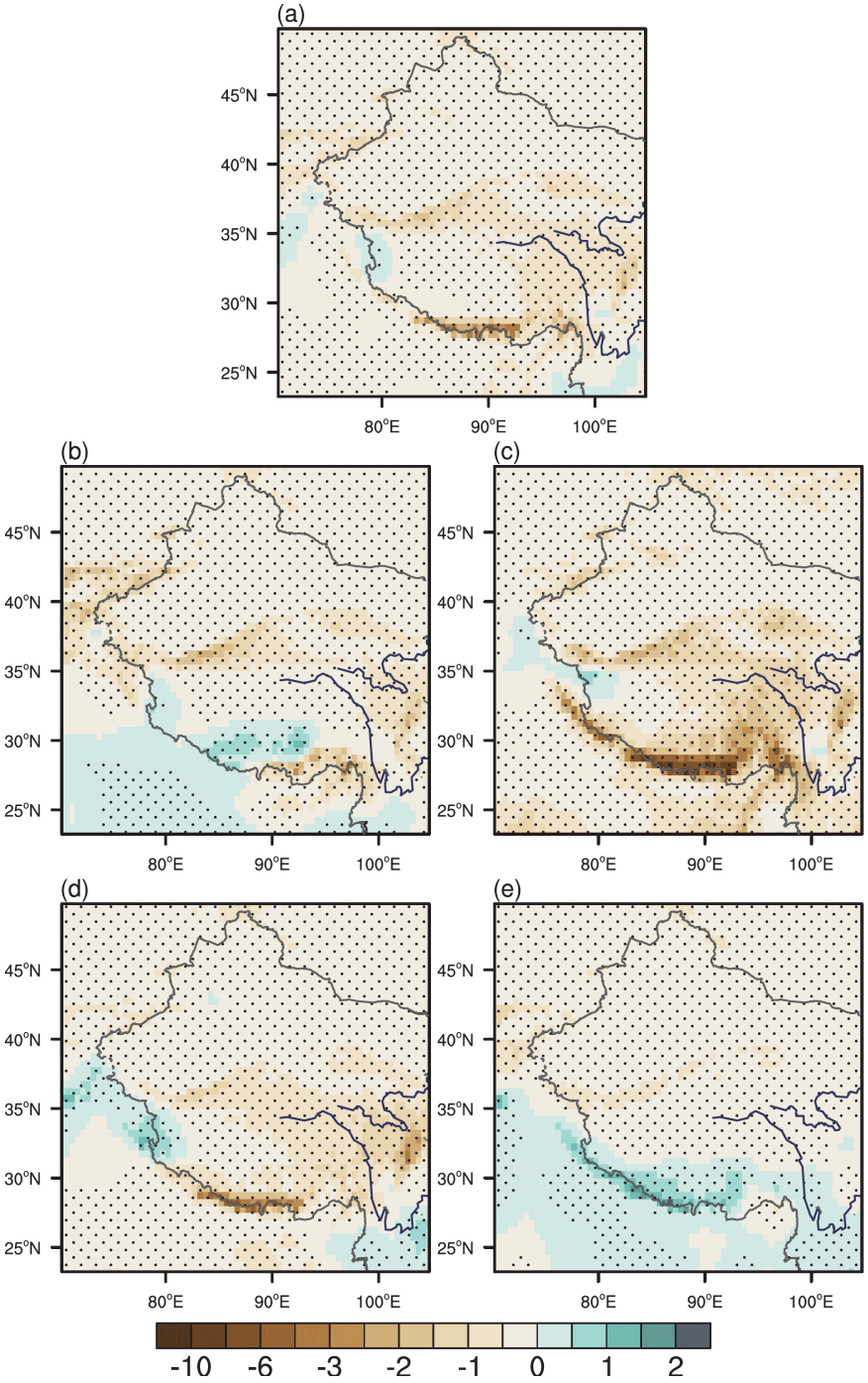


图 4　9个模式平均模拟的末次冰盛期年和季节降水相对于参考时段的变化

(a) 年平均; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季; (e) 冬季; 对应的中国西部平均降水变化分别为−0.23、−0.22、−0.40、−0.23、−0.09mm d^{-1}. 打点区域通过95%信度显著性检验. 单位: mm d^{-1}

纬向带状分布, 南北平行、东西伸展.

不同模式模拟的青藏高原ELA等值线分布型和数值存有差异. 水平分辨率较高(低)的模式通常模拟较高(低)的ELA并拥有较好(差)的模式间一致性. 例如, 在4个水平分辨率高于2°×2°的模式CCSM4、CNRM-CM5、MPI-ESM-P和MRI-CGCM3中, 青藏高原ELA

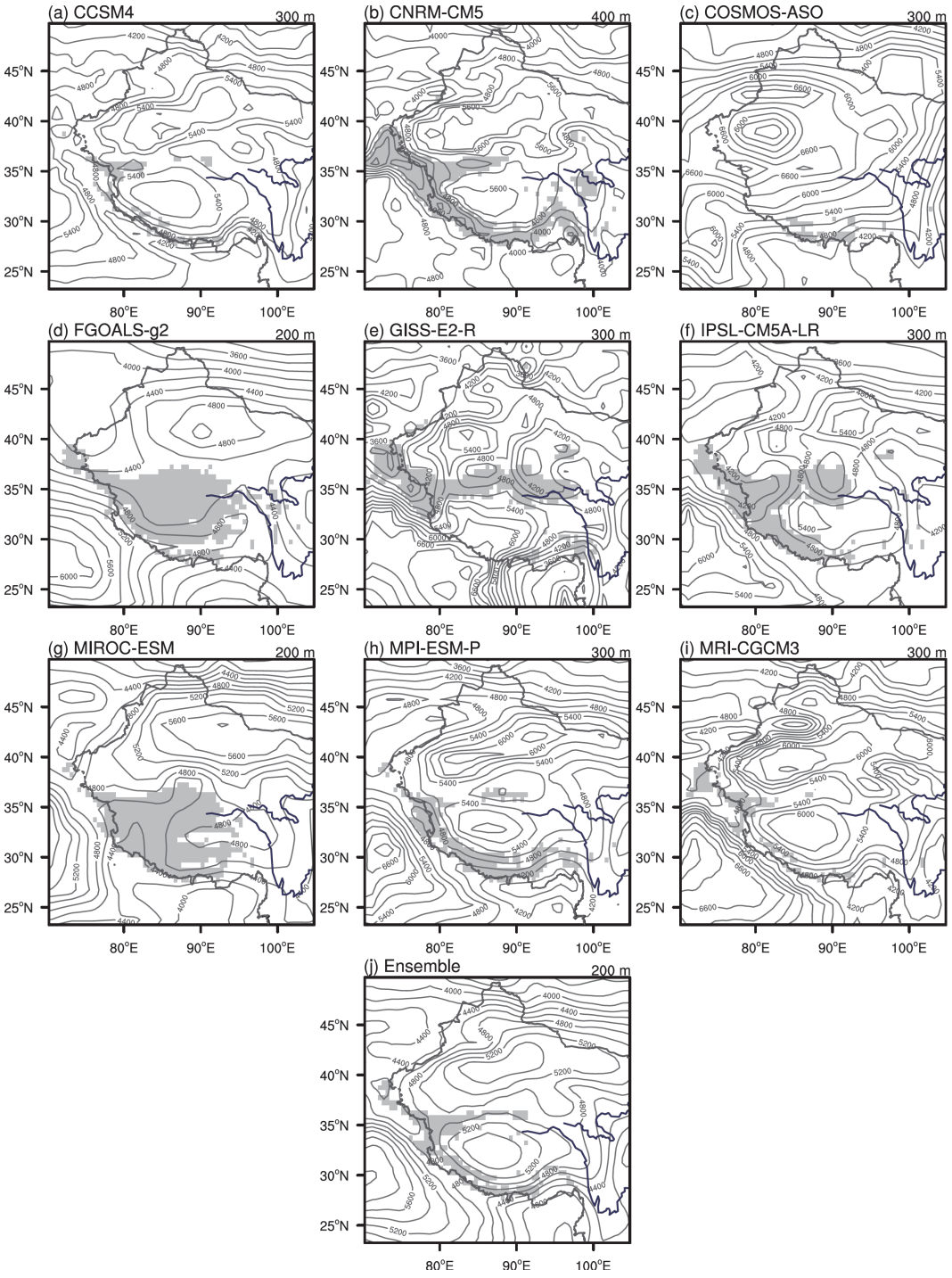


图 5　根据各模式((a)~(i))及其集合平均(j)模拟的参考时段夏季气温和年降水计算所得的ELA等值线分布图

灰色和白色分别表示积累区和非积累区; 图右上角数字代表等值线间隔. 单位: m

环状等值线由边缘向中心一致在4200~6000m、5400m等值线范围均较大且明显偏向高原西部(图5a、b、h和i). 而其余5个模式模拟的青藏高原ELA等值线分布形态及数值均存在不同; 其中, 环状等值线分布特征不明显, 高原中部ELA最大值变幅在4800~6000m. 总体而言, 水平分辨率较低模式中的

ELA比相对较高分辨率模式中的整体偏低300m左右, 积累区也相应偏大.

9个模式平均显示青藏高原ELA在4400~5500m (图5j), 中国境内的天山和阿尔泰山上ELA分别在4400~5000m和3500~3800m范围内. 青藏高原四周边缘山地为积累区, 面积较小; 而高原中部大部分地区为非积累区.

3.3 末次冰盛期ELA

各模式模拟的末次冰盛期ELA分布型与参考时段的大体相似, 但因气候干冷, 其数值整体降低, 积累区也随之增大(图6). 末次冰盛期积累区内ELA相对于参考时段的异常值如图7所示. 在末次冰盛期与参考时段共有的积累区内, 9个模式模拟的ELA平均下降393~1440m, 积累区由青藏高原四周向内扩大至现代的2~5倍, 但高原中部是否为积累区在模式中还存在较大不确定性(图7).

9个模式平均的末次冰盛期ELA等值线在青藏高原上仅为3800~4800m, 在天山和阿尔泰山分别为3800~4600m和2600~3200m, 在祁连山为4200m左右(图6j). 相对于参考时段, 末次冰盛期中国西部ELA下降值有空间差异. 其中, ELA降幅在高原南缘和西北部最大, 尤其在喜马拉雅山的西北段和喀拉昆仑山达到1100m, 东部边缘最小(约550m), 中部次之(650~800m), 平均降幅为866m, 积累区则因ELA下降而向青藏高原腹地扩张(图7j). 另外, 中国境内天山上的ELA下降不超过650m, 祁连山和阿尔泰山上的降幅在500~600m.

需要指出的是, 水平分辨率较高的4个模式结果高度一致, 模拟的末次冰盛期ELA下降值相比其余5个模式和9个模式平均都要偏小, 在青藏高原绝大部分积累区内降幅在500m以内, 在天山、阿尔泰山和祁连山不超过600m; 末次冰盛期积累区虽向青藏高原中心有所扩张, 但范围不大, 依然分布在高原边缘地带而未延伸至腹地(图7a、b、h和i).

4 讨论

4.1 模式对ELA的模拟能力

CMIP5模式能有效模拟中国西部现代冰川范围和ELA基本分布型, 尤其是高水平分辨率模式. 例如, 在CCSM4和MRI-CGCM3中, 参考时段青藏高原ELA环状等值线在4200~6000m, 5400m等值线的范围较大; 积累区呈零散分布, 且主要表现在昆仑山北麓、喜马拉雅山脉、冈底斯山、念青唐古拉山中西段(图5a和i), 这些特征与施雅风等(2000)基于冰川编目绘制的现代ELA和冰川分布图吻合.

在定量上, 9个模式平均低估了现代青藏高原ELA的值. 这与CMIP5模式对青藏高原现代气温有所低估且降水高估有关; 其中, CMIP5模式模拟的现代青藏高原夏季气温平均偏冷1.8℃, 而年降水平均偏多1.3mm d^{-1}(胡芩等, 2014). 按照式(5), 夏季气温低估1℃和年降水高估50~100%可分别导致ELA降低150m和150~260m. 考虑到气候模式物理过程内在的连续性和协调性, 模式模拟的末次冰盛期ELA逻辑上也会存在大致幅度的偏低误差, 但研究末次冰盛期相对于参考时段变化过程中两者相减时会很大程度上消除上述偏差, 故此不会显著影响两个时段ELA变化的主要结果.

模式模拟的末次冰盛期ELA变幅及其空间特征与一些根据古冰川遗迹重建的ELA记录大体一致. 9个模式平均中末次冰盛期ELA最大降幅约为1100m, 出现在青藏高原西北部和南缘的喜马拉雅山脉, 高原中部仅为650~800m; 高原东部ELA下降值在550~800m, 由西南向东北逐渐变小(图7j). 除了在高原中部外, 模式ELA下降值与施雅风等(1997)的均吻合. 同时, 在祁连山和中国境内天山及阿尔泰山上, 末次冰盛期ELA下降值均在600m左右, 与施雅风等(1997, 2000)和Shi (2002)估算的相仿. 通过对青藏高原及其周边山地过去发表的1855个^{10}Be年代的总结, Heyman(2014)进一步推算青藏高原在末次冰盛期ELA下降幅度为(337±197)m, 这与多个模式结果较为一致. 需要指出的是, 部分模式未能合理模拟出当下天山和阿尔泰山上积累区的存在, 可能与模式有限的水平分辨率和平滑的地形有关.

我们亦将模拟结果与一些记录点位上的ELA估算进行了比较. 在东喜马拉雅山脉的站点上, 记录显示ELA在末次冰盛期下降约690m, 并认为其可能与大幅降温直接相关(Hu等, 2017), 这与模式集合平均值相当. 位于青藏高原南部的西念青唐古拉山的冰川记录表明, ELA下降244~364m(Dong等, 2017), 多模式集合结果与之定性一致, 但幅度偏大. 根据青藏高原东北缘

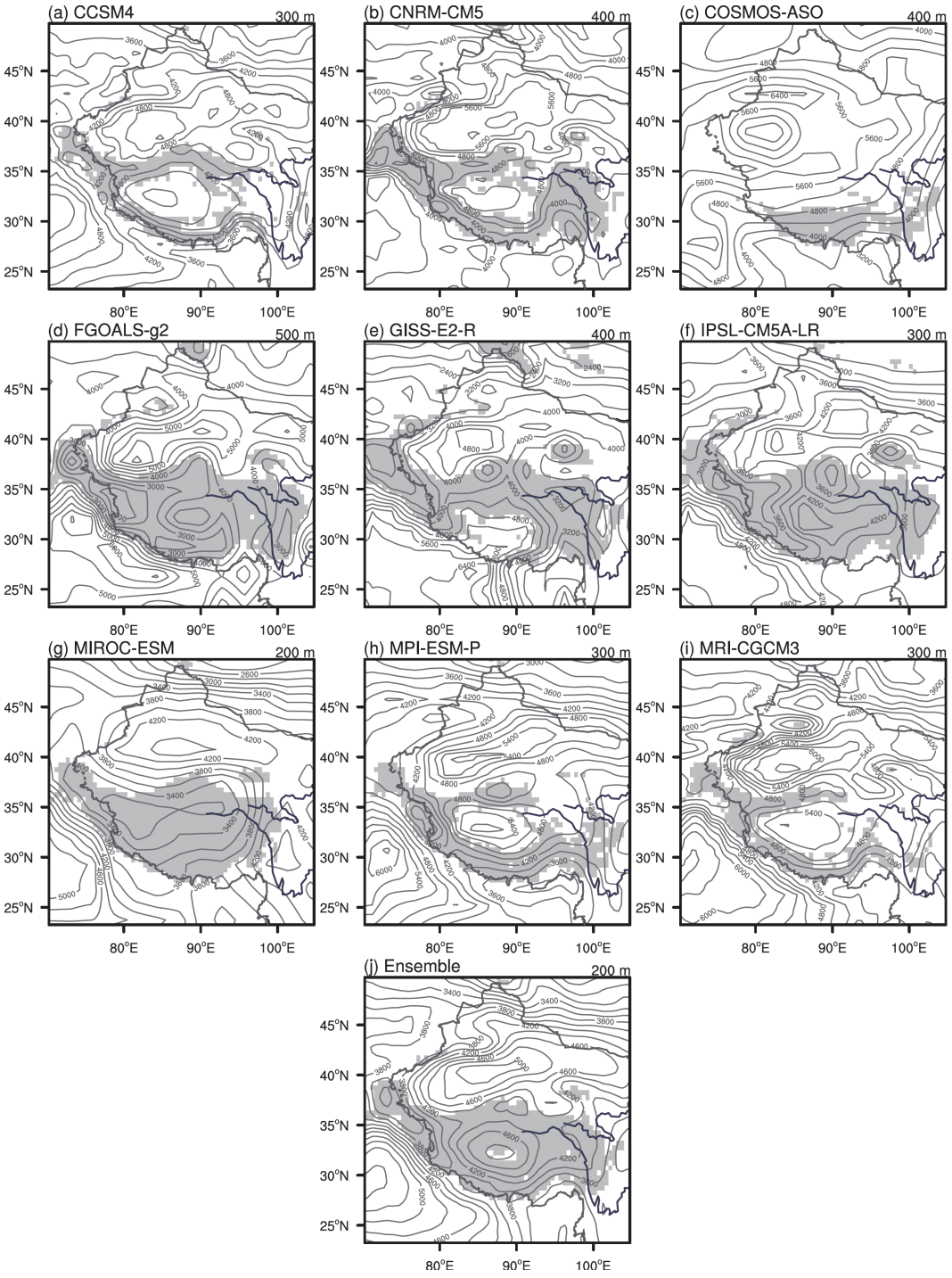


图 6　根据各模式((a)~(i))及其集合平均(j)模拟的末次冰盛期夏季气温和年降水计算所得的ELA等值线分布图

灰色和白色分别表示积累区和非积累区; 右上角数字代表等值线间隔, 单位: m

的冰川进退记录, 局地大规模冰进时段并不同步于末次冰盛期温度最冷时段, 而是发生在其前期的深海氧同位素3阶段中期, 且ELA下降达786m(Cui等, 2018), 相应的模拟值与重建总体一致. 另外, Chen等(2014)采用光释光测年技术研究了藏东南帕隆藏布流域冰川地貌, 指出5条冰川ELA平均下降917m, 这与大多数模式

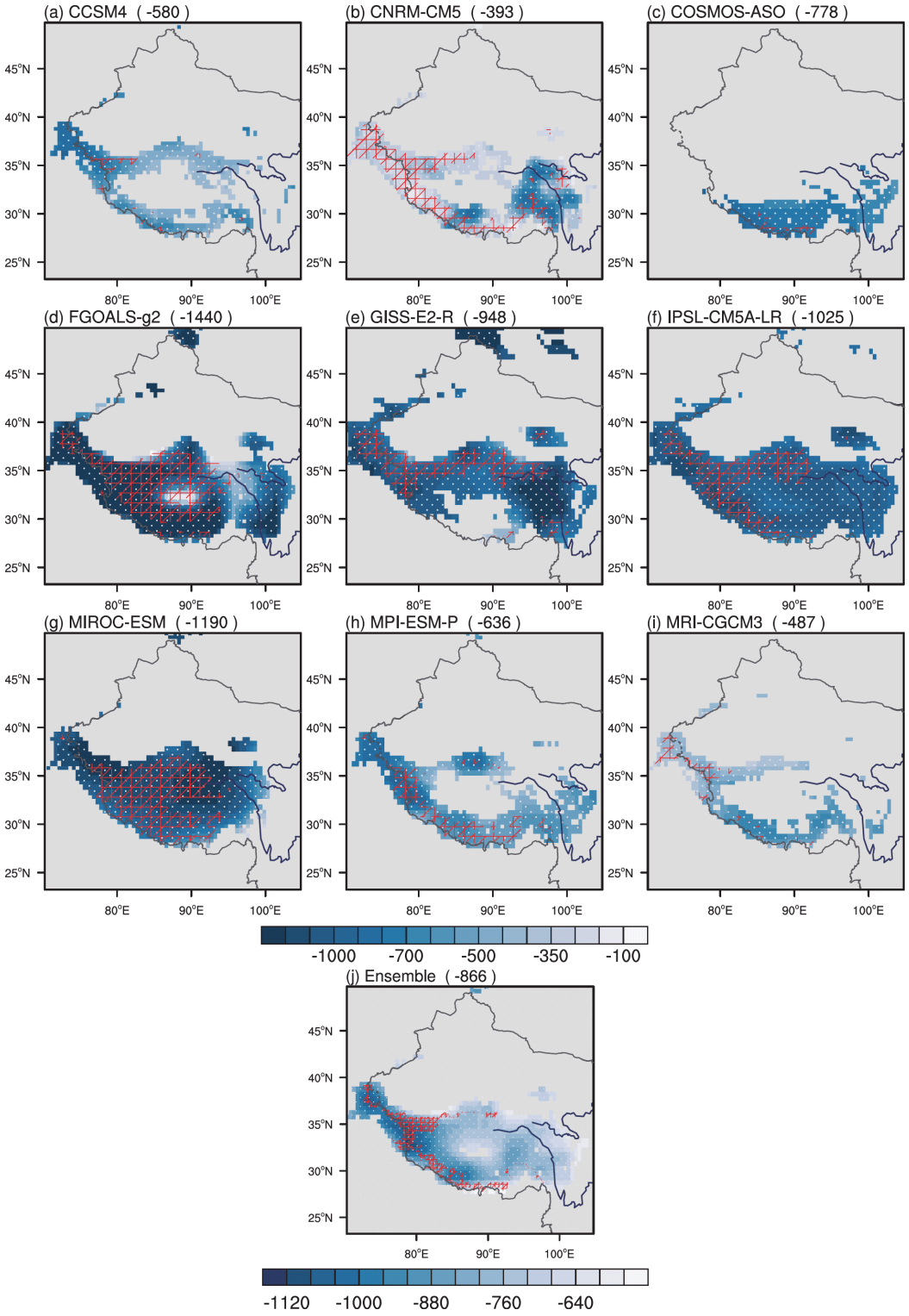


图 7　各模式((a)~(i))及其集合平均(j)模拟的末次冰盛期积累区内ELA相对于参考时段的变化

灰色表示末次冰盛期非积累区, 红色阴影表示与参考时段共有的积累区; 括号内数字为中国境内共有积累区ELA变化平均值; 打点区域ELA变化通过95%信度显著性检验, 单位: m

模拟值相近.

4.2 末次冰盛期ELA变化原因

末次冰盛期夏季气温和年降水共同决定了ELA变化, 其中前者降低导致冰川消融减少、ELA下降, 而后者减少引起冰川物质的补给和积累减少、ELA抬升. 在9个模式平均中, 末次冰盛期中国西部夏季气温和年降水较参考时段分别降低4~8℃和减少25%. 回顾以往的古气候记录, 图8给出了重建的末次冰盛期中国西部气温和降水变化(沈才明等, 1996; 施雅风等, 1997; Ye等, 1999; Yu等, 2003; 唐领余等, 2004; Shen等, 2006; Herzschuh, 2006; 万和文等, 2008; Herzschuh等, 2010; Li和Morrill, 2013; Zhao等, 2013; Wang等, 2014; Zhao等, 2015; 李育和刘媛, 2016). 所有记录一致显示该时期相对于现代变冷(图8a), 降温中心出现在青藏高原边缘和祁连山上, 并且高原西南边缘的降幅高于东北边缘, 这些与模式定性一致; 在定量上, 代用资料显示青藏高原降温6~9℃(沈才明等, 1996; 施雅风等, 1997), 比模式偏冷1℃左右. 另一方面, 重建的降水变化较复杂、空间不均一; 多数点位显示降水减少, 但在横断山脉、青藏高原西北部和新疆局部却有相当点位显示降水增加(图8b); 青藏高原年降水量可能仅为现代的30~70%(施雅风等, 1997); 相比之下, 模式模拟的25%降幅偏小.

相比于有限点位上的重建记录, 模式模拟的末次冰盛期降温值偏小1℃左右, 降水减少幅度低估了5~45%; 前者会导致ELA上升约150m, 而后者会引起ELA下降20~230m, 两者量级相近但作用相反, 故模式模拟的末次冰盛期ELA下降值与记录重建的相差并不大. 刘东生等(1999)和Liu等(2002)曾依据9~11℃降温提出末次冰盛期ELA整体下降1000~1200m, 这比上述模拟值大几百米; 原因之一应是没有充分考虑降水减少对ELA的抬升作用, 在如此大幅降温条件下降水减少应高于以往认识的30~70%范围(施雅风等, 1997), 对ELA下降值应有相当程度的抵减. 实际上, 区域尺度上气温和降水变化存在关联, 降温一般会导致降水减少, 而两者对ELA的作用恰好相反, 但敏感度不同. 根据式(5), ELA升(降)100m, 需要增(降)温0.65℃或降水减少23%(增加30%). 由此可见, 模式中末次冰盛期青藏高原ELA较现代下降550~1100m主要是由夏季降温4~8℃所引起, 降水减少对ELA的抬升作用有限.

4.3 青藏高原中部ELA下降值偏小原因

大部分模式模拟的末次冰盛期ELA下降值从青藏高原四周边缘向中部减小; 在水平分辨率较高的4个模式中, 末次冰盛期ELA相对现代的下降值在高原绝大部分地区均不超过500m(图7a、b、h和i). 施雅风等(1997)和施雅风(2002)依据古冰川遗迹提出, 末次冰盛期青藏高原ELA下降值在500m和300m以内的地区分别占约60%和40%, 在高原中心的唐古拉山ELA下降甚至不到200m, 如此小的降幅在国际山地冰川中较为罕见, 并认为其主要源于降水减少. 而且, 考虑该时期全球平均100多米海平面下降对ELA下降产生的贡献(Hanson和Hooke, 2011), 若扣除该效应, 以上地质记录显示的高原中部ELA下降幅度则更为有限. 从CMIP5模式试验来看, 这主要是因为降温较小而降水减幅较大所致; 青藏高原中部夏季降温仅为高原平均值的一半左右, 但降水减少百分比却超过了平均值, 在降温导致ELA下降的同时, 降水大幅减少引起ELA抬升, 高原中部的ELA下降值便比其他地方小许多. 需要说明的是, 青藏高原中部气候干旱、年降水气候态偏低, 小幅减少实际上就占了很大的比例, 因此这里降水减少对ELA下降值的消减作用较大. 另外, 降水减少主要与末次冰盛期南亚夏季风减弱所导致的水汽输送减少有关(姜大膀和田芝平, 2017).

4.4 与其他模拟工作比较以及模拟不确定性

相比于先前CCM3在2.8°×2.8°水平分辨率下模拟得到的末次冰盛期青藏高原ELA下降300~900m(赵平等, 2003), 9个模式平均模拟的下降550~1100m、区域平均866m与施雅风等(1997)根据古冰斗底部高度法和积累区面积比率法等估算的值更为接近. 而且, CMIP5模式模拟的现代冰川范围和ELA空间分布都有改善, 这尤其体现在高水平分辨率模式上, 相应的4个模式一致显示末次冰盛期积累区虽然较现代扩张, 但仍位于高原边缘山地, 并未到达高原中部(图7); 相比较而言, CCM3试验中无论是在现代还是末次冰盛期, 冰川范围均集中于高原中部而非边缘区海拔更高的山地, 这与事实有出入, 原因应该与水平分辨率较粗所导致的模式地形平滑以及模拟的2~4℃降温幅度偏小有关.

此外, 基于耦合的冰川物质平衡和流动模型, 在西念青唐古拉山爬玉王河谷开展的末次冰期冰川的模拟

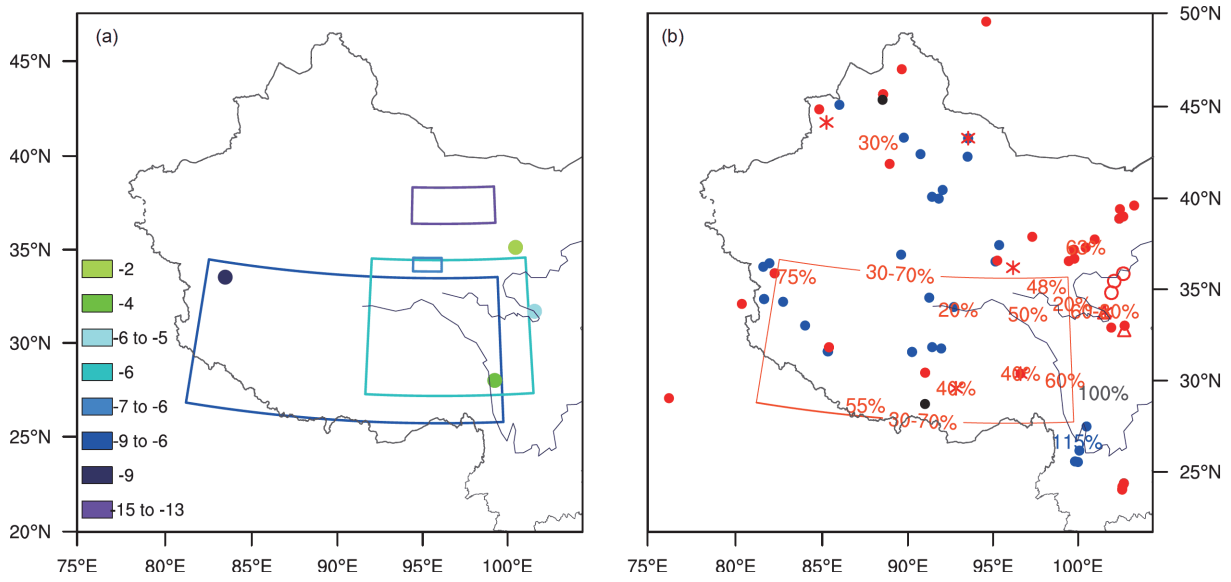


图 8　末次冰盛期中国西部年均气温和降水变化记录

(a) 气温异常(℃); (b) 降水异常. 在图(b)中, 点(•)、圈(O)、三角形(Δ)和星形(*)分别表示湖泊、黄土、花粉和泥炭记录; 蓝色和红色分别代表末次冰盛期降水相对于现代增加和减少; 一些区域显示末次冰盛期降水量相对于现代的百分比. 地图采用兰伯特投影绘制

表明, 该地区ELA相对现在下降约340m(Xu和Glasser, 2015). 而在喀拉昆仑山的塔什库尔干河流域(Xu等, 2013)和高原东部雀儿山的硬普沟(Xu, 2014), 冰川-气候模式模拟显示末次冰盛期时冰川物质平衡线分别比现在下降610和500m. Rupper和Koppes(2010)则使用物质能量平衡方程, 结合大气环流模式输出气象参数, 模拟得到末次冰盛期青藏高原以西、以北和以南3个区域冰川ELA平均下降高度分别为1000、1000和500m. 位于中亚的戈壁——阿尔泰和杭爱山地区高纬冰川ELA依次降低260~590m和约1000m, 表现出区域差异(Batbaatar等, 2018). 综合而言, 除青藏高原以北的中亚地区以外, 不同研究方法均比较一致地模拟了末次冰盛期中国西部ELA变化, 尽管在变幅上存在一定差别.

在计算ELA过程中, 我们直接使用了模式地形高度上的降水作为ELA处的降水可能会对结果造成一定影响, 但幅度应该不大. 一般而言, 青藏高原降水随海拔升高而增加, 但超过一定高度则会减少; 亦有研究表明降水和海拔的关系与水汽来源有关, 例如东亚季风控制区降水随海拔上升通常增加, 而印度季风控制区降水则随海拔上升而减少(鲁春霞等, 2007). 由于中国西部气象观测站稀疏, 高原上降水与海拔的关系仍是未解难点. 根据公式(5), 降水每减少23%(增加30%), ELA升高(降低)100m, 可见ELA对降水变化并不敏感, 一定范围内的降水变化对ELA的影响不大. 另一方面, 由温度和降水经验公式所求的ELA是气候上允许冰川发育的最低海拔高度, 积累区是气候上允许冰川物质开始净积累的区域. 一个地区实际能否发育冰川还与地形、坡度、坡向甚至风场等是否适合冰川物质积累密切相关(图1). 因此, 一些模式虽然显示青藏高原上存在连续的积累区, 但实际冰川分布不一定是连续的而极可能是分散型山地冰川.

5　结论

CMIP5 9个气候模式对参考时段中国西部气温、降水、ELA和冰川均有合理的模拟能力, 有关末次冰盛期的模拟分析得到如下主要结论.

(1) 相对于参考时段, 末次冰盛期青藏高原夏季降温4~8℃, 中部降温小, 周边降温大, 尤其是南缘和西缘; 年降水减少的百分比由青藏高原南缘和西缘向东北部增加, 平均减少25%.

(2) 末次冰盛期夏季降温和年降水减少分别导致中国西部ELA下降和抬升, 前者作用更大. 青藏高原积累区内的ELA下降550~1100m, 平均下降866m; ELA降幅中心在青藏高原南缘和西缘山地, 与降温中心吻合; 高原中部干旱区下降值最小, 这源于降水大

幅减少所致的ELA抬升. 另外, ELA在中国境内阿尔泰山和祁连山上下降500~600m, 在天山下降不超过650m. 总体上, 模式模拟的ELA降幅及其空间分布特征与古冰川遗迹记录一致.

(3) 末次冰盛期中国西部积累区扩张至现代的2~5倍. 其中, 水平分辨率较高的4个模式显示, 青藏高原积累区由高原边缘向高原中部扩大, 但未覆盖整个高原.

致谢 感谢两位审稿人提出的宝贵修改意见, 感谢表1所示的国际耦合模式比较计划中各模式组提供数值试验数据.

参考文献

段克勤, 姚檀栋, 石培宏, 郭学. 2017. 青藏高原东部冰川平衡线高度的模拟及预测. 中国科学: 地球科学, 47: 104–113

胡芩, 姜大膀, 范广洲. 2014. CMIP5全球气候模式对青藏高原地区气候模拟能力评估. 大气科学, 38: 924–938

姜大膀, 梁潇云. 2008. 末次盛冰期东亚气候的成因检测. 第四纪研究, 28: 491–501

姜大膀, 田芝平. 2017. 末次冰盛期和全新世中期东亚地区水汽输送的模拟研究. 第四纪研究, 37: 999–1008

李育, 刘媛. 2016. 末次盛冰期以来中国湖泊记录对环流系统及气候类型的响应. 地理学报, 71: 1889–1910

刘东生, 张新时, 熊尚发, 秦小光. 1999. 青藏高原冰期环境与冰期全球降温. 第四纪研究, 19: 385–396

鲁春霞, 王菱, 谢高地, 冷允法. 2007. 青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟. 山地学报, 25: 655–663

沈才明, 唐领余, 王苏民. 1996. 若尔盖地区25万年以来的植被与气候. 微体古生物学报, 13: 373–385

施雅风. 2002. 对青藏高原末次冰盛期降温值、平衡线下降值与模拟结果的讨论. 第四纪研究, 22: 312–322

施雅风, 崔之久, 李吉均. 1989. 中国东部第四纪冰川与环境问题. 北京: 科学出版社. 462

施雅风, 崔之久, 苏珍. 2006. 中国第四纪冰川与环境变化. 石家庄: 河北科学技术出版社. 618

施雅风, 黄茂恒, 姚檀栋, 邓养鑫. 2000. 中国冰川与环境——现在、过去与将来. 北京: 科学出版社. 410

施雅风, 郑本兴, 姚檀栋. 1997. 青藏高原末次冰期最盛时的冰川与环境. 冰川冻土, 19: 97–113

苏珍, 赵井东, 郑本兴. 2014. 中国现代冰川平衡线分布特征与末次冰期平衡线下降值研究. 冰川冻土, 36: 9–19

唐领余, 沈才明, 廖淦标, 于世永, 李春海. 2004. 末次盛冰期以来西藏东南部的气候变化——西藏东南部的花粉记录. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 436–442

田芝平, 姜大膀. 2015. 全新世中期和末次冰盛期中国季风区面积和季风降水变化. 科学通报, 60: 400–410

万和文, 唐领余, 张虎才, 李春海, 庞有智. 2008. 柴达木盆地东部36~18kaBP期间的孢粉记录及其气候环境. 第四纪研究, 28: 112–121

王绍武, 闻新宇. 2011. 末次冰期冰盛期. 气候变化研究进展, 7: 381–382

吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比. 地球物理学报, 56: 1102–1111

赵平, 陈隆勋, 周秀骥, 巩远发, 韩余. 2003. 末次盛冰期东亚气候的数值模拟. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 557–562

Batbaatar J, Gillespie A R, Fink D, Matmon A, Fujioka T. 2018. Asynchronous glaciations in arid continental climate. Quat Sci Rev, 182: 1–19

Bravo C, Rojas M, Anderson B M, Mackintosh A N, Sagredo E, Moreno P I. 2015. Modelled glacier equilibrium line altitudes during the mid-Holocene in the southern mid-latitudes. Clim Past, 11: 1575–1586

Chen R, Zhou S, Lai Z, Ou X, Chen R, Deng Y. 2014. Luminescence chronology of Late Quaternary moraines and Last Glacial Maximum equilibrium-line altitude reconstruction from Parlung Zangbo Valley, south-eastern Tibetan Plateau. J Quat Sci, 29: 597–604

Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, Carlson A E, Clark J, Wohlfarth B, Mitrovica J X, Hostetler S W, McCabe A M. 2009. The last glacial maximum. Science, 325: 710–714

Cui H, Wang J, Yu B, Hu Z, Yao P, Harbor J M. 2018. Marine Isotope Stage 3 paleotemperature inferred from reconstructing the Die Shan ice cap, northeastern Tibetan Plateau. Quat Res, 89: 494–504

Dong G, Xu X, Zhou W, Fu Y, Zhang L, Li M. 2017. Cosmogenic ^{10}Be surface exposure dating and glacier reconstruction for the Last Glacial Maximum in the Quemuqu Valley, western Nyainqentanglha Mountains, south Tibet. J Quat Sci, 32: 639–652

Hanson B, Hooke R L B. 2011. Effect of sea-level lowering on ELA depression during the LGM. Quat Res, 75: 406–410

Hebenstreit R. 2006. Present and former equilibrium line altitudes in the Taiwanese high mountain range. Quat Int, 147: 70–75

Herzschuh U. 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. Quat Sci Rev, 25: 163–178

Herzschuh U, Birks H J B, Mischke S, Zhang C, Böhner J. 2010. A modern pollen-climate calibration set based on lake sediments from the Tibetan Plateau and its application to a Late Quaternary pollen record from the Qilian Mountains. J Biogeogr, 37: 752–766

Heyman J. 2014. Paleoglaciation of the Tibetan Plateau and surrounding mountains based on exposure ages and ELA depression estimates. Quat Sci Rev, 91: 30–41

Hu G, Yi C, Zhang J, Dong G, Liu J, Xu X, Jiang T. 2017. Extensive glacial advances during the last glacial maximum near the eastern Himalayan syntaxis. Quat Int, 443: 1–12

Jiang D, Tian Z, Lang X, Kageyama M, Ramstein G. 2015. The concept of global monsoon applied to the last glacial maximum: A multi-model analysis. Quat Sci Rev, 126: 126–139

Kuhle M. 1995. Glacial isostatic uplift of Tibet as a consequence of a former ice sheet. GeoJournal, 37: 431–449

Li Y, Morrill C. 2013. Lake levels in Asia at the last glacial maximum as indicators of hydrologic sensitivity to greenhouse gas concentrations. Quat Sci Rev, 60: 1–12

Lie Ø, Dahl S O, Nesje A. 2003. A theoretical approach to glacier equilibrium-line altitudes using meteorological data and glacier mass-balance records from southern Norway. Holocene, 13: 365–372

Liu T, Zhang X, Xiong S, Qin X, Yang X. 2002. Glacial environments on the Tibetan Plateau and global cooling. Quat Int, 97-98: 133–139

Liu Y, Jiang D. 2016. Last glacial maximum permafrost in China from CMIP5 simulations. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 447: 12–21

Ono Y, Shulmeister J, Lehmkuhl F, Asahi K, Aoki T. 2004. Timings and causes of glacial advances across the PEP-II transect (East-Asia to Antarctica) during the last glaciation cycle. Quat Int, 118-119: 55–68

Rupper S, Koppes M. 2010. Spatial patterns in Central Asian climate and equilibrium line altitudes. IOP Conf Ser-Earth Environ Sci, 9: 012009

Rupper S, Roe G. 2008. Glacier changes and regional climate: A mass and energy balance approach. J Clim, 21: 5384–5401

Saito K, Sueyoshi T, Marchenko S, Romanovsky V, Otto-Bliesner B, Walsh J, Bigelow N, Hendricks A, Yoshikawa K. 2013. LGM permafrost distribution: How well can the latest PMIP multi-model ensembles perform reconstruction? Clim Past, 9: 1697–1714

Shen C, Liu K, Tang L, Overpeck J T. 2006. Quantitative relationships between modern pollen rain and climate in the Tibetan Plateau. Rev Palaeobot Palynol, 140: 61–77

Shi Y. 2002. Characteristics of Late Quaternary monsoonal glaciation on the Tibetan Plateau and in East Asia. Quat Int, 97-98: 79–91

Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. Bull Amer Meteorol Soc, 93: 485–498

Tian Z, Jiang D. 2016. Revisiting last glacial maximum climate over China and East Asian monsoon using PMIP3 simulations. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 453: 115–126

Ueda H, Kuroki H, Ohba M, Kamae Y. 2011. Seasonally asymmetric transition of the Asian monsoon in response to ice age boundary conditions. Clim Dyn, 37: 2167–2179

Wang Y, Herzschuh U, Shumilovskikh L S, Mischke S, Birks H J B, Wischnewski J, Böhner J, Schlütz F, Lehmkuhl F, Diekmann B, Wünnemann B, Zhang C. 2014. Quantitative reconstruction of precipitation changes on the NE Tibetan Plateau since the Last Glacial Maximum-extending the concept of pollen source area to pollen-based climate reconstructions from large lakes. Clim Past, 10: 21–39

Xu X. 2014. Climates during Late Quaternary glacier advances: Glacier-climate modeling in the Yingpu Valley, eastern Tibetan Plateau. Quat Sci Rev, 101: 18–27

Xu X, Glasser N F. 2015. Glacier sensitivity to equilibrium line altitude and reconstruction for the last glacial cycle: Glacier modeling in the Payuwang Valley, western Nyaiqentanggulha Shan, Tibetan Plateau. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 440: 614–620

Xu X, Hu G, Qiao B. 2013. Last glacial maximum climate based on cosmogenic ^{10}Be exposure ages and glacier modeling for the head of Tashkurgan Valley, northwest Tibetan Plateau. Quat Sci Rev, 80: 91–101

Yan M, Wang B, Liu J. 2016. Global monsoon change during the last glacial maximum: A multi-model study. Clim Dyn, 47: 359–374

Ye B S, Ding Y J, Shi Y F, Zheng B X. 1999. A study of the climate and the environment during the last glacial maximum in western China. In: Tranter M, Armstrong R, Brun E, eds. Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases. Bellingham: IAHS-AISH Publication. 217–225

Yu G, Xue B, Liu J, Chen X. 2003. LGM lake records from China and an analysis of climate dynamics using a modelling approach. Glob Planet Change, 38: 223–256

Zhang W, Cui Z, Yan L. 2009. Present and late Pleistocene equilibrium line altitudes in Changbai Mountains, Northeast China. J Geogr Sci, 19: 373–383

Zhao K, Li X, Dodson J, Zhou X, Atahan P. 2013. Climate instability during the last deglaciation in Central Asia, reconstructed by pollen data from Yili Valley, NW China. Rev Palaeobot Palynol, 189: 8–17

Zhao Y, An C B, Mao L, Zhao J, Tang L, Zhou A, Li H, Dong W, Duan F, Chen F. 2015. Vegetation and climate history in arid western China during MIS2: New insights from pollen and grain-size data of the Balikun Lake, eastern Tien Shan. Quat Sci Rev, 126: 112–125

(责任编委: 鹿化煜)